



## ARTYKUŁY I KOMUNIKATY NAUKOWE

### Zmienność cech fizycznych i chemicznych wód źródłanych w zlewni Zagórzańskiego Potoku (Pogórze Spisko-Gubałowskie)

Gabriela Czarny<sup>1</sup>, Joanna Pociask-Karteczka<sup>2</sup>, Zenon Nieckarz<sup>3</sup>



G. Czarny



J. Pociask-Karteczka



Z. Nieckarz

**Variability of physical and chemical properties of spring water in the Zagórzański Stream catchment (Spisko-Gubałowskie Foothills).** Prz. Geol., 69: 150–160; doi: 10.7306/2021.9

**A b s t r a c t.** The aim of the paper is to examine the variability of physical and chemical characteristics of two springs located in the Zagórzański Stream catchment (Spisko-Gubałowskie Foothills, Podhale region). Calcareous tufa occurs at one of the investigated springs. Field studies were conducted once a month from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018. Water of the studied springs represents the bicarbonate-calcium-magnesium type during almost the whole year. The chemical composition of both springs is characterized by seasonal variability. The highest concentrations of most ions occurred in the summer, when the rainfall was the lowest and during

winter drought; while the lowest concentration – in the period of increased rainfall. The variability of physical and chemical parameters of the spring with tufa is smaller than the other one. The spring with calcareous tufa stands out by the higher concentration of  $Mg^{2+}$  and  $SO_4^{2-}$  and the presence of radon. The unique landscape values of the surroundings and hydrogeochemical features of the spring with calcareous tufa favour this place as an interesting hydro-tourism attraction in the Bukowina Tatrzańska region.

**Keywords:** calcareous tufa, Cratoneurion commutati, groundwater, radioactive isotopes, Holocene, hydro-tourism, nature protection, Podhale Basin, Carpathian Mountains

Źródła należą do bardzo cennych elementów środowiska przyrodniczego. Jako naturalne wypływy wód podziemnych na powierzchnię terenu pełnią rolę ogniwa między hydrogeologicznym środowiskiem zlewni a wodami powierzchniowymi (Drzał, Dynowska, 1984). Badanie zarówno źródeł, jak i ekosystemów rozwijających się w ich otoczeniu dostarcza wielu informacji na temat zmian zachodzących w środowisku geograficznym (Moniewski, Siwek, 2017). Szczególnie interesujące pod tym względem wydają się źródła bogate w węglan wapnia, którym towarzyszą wytrącenia martwicy wapiennej lub osady torfowo-martwicowe (Dobrowolski, 2011). W Polsce źródła takie można znaleźć na obszarach wysoczyzn młodoglacjalnych, na Wzniesieniach Łódzkich, na pograniczu Wyżyny Lubelskiej i Polesia Lubelskiego, w Niece Nidziańskiej, Górach Świętokrzyskich, Sudetach, na Wyżynie Małopolskiej, a także w Karpatach – w tym na Podhalu (Szulc, 1983; Drzał, Dynowska, 1984; Smieja, Smieja-Król, 2007; Parusel, 2010; Ziulkiewicz i in., 2012; Okupny, Jucha, 2020). Niektóre z tych źródeł objęto szczególnie badaniami paleogeograficznymi. Okazuje się bowiem, że martwica jest jednym z najbardziej charakterystycznych rodzajów osadów interglacjalnych, wytworzonym głównie u schyłku plejstocenu oraz w holocenie.

Rekonstrukcję klimatu oraz odtworzenie typu i cech środowiska sedymentacyjnego – w tym zmian wilgotnoś-

ciowo-termicznych obszaru – umożliwiają m.in. badania chemiczne, w tym izotopów promieniotwórczych ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ) martwic i wód źródłanych (Pazdur i in., 1988; Dobrowolski, 2011; Ziulkiewicz i in., 2012; Dobrowolski i in., 2017; Gruszczyński i in., 2019) oraz analiza składu gatunkowego i struktury ilościowej malakocenozy deponowanych równocześnie z wytrącaniem się materiału węglanowego (Alexandrowicz S.W., 1987, 1992; Alexandrowicz W.P., 2004, 2010, 2017).

Dogłębnej wiedzy na temat zmian klimatycznych w ostatnich 9 tys. lat dostarczyły wyniki badań dwóch kopuł źródłiskowych w południowej części Wzniesień Łódzkich (Wardzyń 1, Wardzyń 2). Pierwsza z nich składa się z martwic wapiennych i silnie rozłożonego torfu drzewnego, natomiast druga – z martwic wapiennych i rytmitów torfowo-martwicowych oraz silnie i średniorozłożonych torfów szuwarowo-drzewnych. Na podstawie kompleksowych badań hydrogeochemicznych, prowadzonych w latach 2009–2012, można stwierdzić m.in., że współcześnie w kopułach tych depozycja osadów węglanowych nie zachodzi (Ziulkiewicz i in., 2012; Dobrowolski i in., 2017).

Na podhalańskie źródła, którym towarzyszą wytrącenia martwicy wapiennej, zwrócił uwagę już w okresie międzywojennym Bronisław Halicki. U schyłku życia zidentyfikował on martwice wapienne na południowym stoku Gliczarowskiego Wierchu, 894 m n.p.m. (Halicki, 1930;

<sup>1</sup> Narodowe Centrum Nauki, ul. Twardowskiego 16, 30-312 Kraków; [gabriela.czarny@gmail.com](mailto:gabriela.czarny@gmail.com)

<sup>2</sup> Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków; [joanna.pociask-karteczka@uj.edu.pl](mailto:joanna.pociask-karteczka@uj.edu.pl)

<sup>3</sup> Instytut Fizyki im. Mariana Smoluchowskiego, Uniwersytet Jagielloński, ul. prof. Stanisława Łojasiewicza 11, 30-348 Kraków; [zenon.nieckarz@uj.edu.pl](mailto:zenon.nieckarz@uj.edu.pl)

Halicki, Lilpop, 1932; Urbański, 1932). Po drugiej wojnie światowej wytrącenia martwicy oraz towarzyszące im źródła znalazły się w sferze zainteresowań prof. Danuty Małeckiej, która na podstawie badań hydrogeologicznych przeprowadzonych w latach 1960–1966 zauważyła m.in., że występowanie martwicy wapiennej wiąże się z utworami serii chochołowskiej fliszu Podhala oraz strefą zaburzeń tektonicznych na pograniczu warstw chochołowskich i zakopiańskich (Małecka, 1973). Zaobserwowała też, że: *utworom tym towarzyszą przeważnie intensywne podmokłości, wycieki i źródła* (Małecka, 1973). W.P. Alexandrowicz (2010) stwierdził, że prawie połowa (42%) spośród 43 stanowisk martwicy na Podhalu oraz w Pieninach występuje w towarzysystwie źródeł. Autor ten zwrócił też uwagę na wezbrania rzeczne, podczas których dochodzi do niszczenia i rozmywania warstw martwicy, zwłaszcza tych, które powstają na tarasach rzecznych oraz w obrębie stożków napływowych. Ze względu na ogromną wartość naukową i dydaktyczną stanowisk z martwicą, W.P. Alexandrowicz (2003) zaproponował objęcie ochroną prawną w formie stanowiska dokumentacyjnego przyrody nieożywionej jednego z nich, tj. wspomnianej już martwicy w Gliczarowie, która – jak się okazało dzięki badaniom malakologicznym i datowaniom radiowęglowym – rejestruje ewolucję środowiska naturalnego w ciągu ostatnich 11 tys. lat.

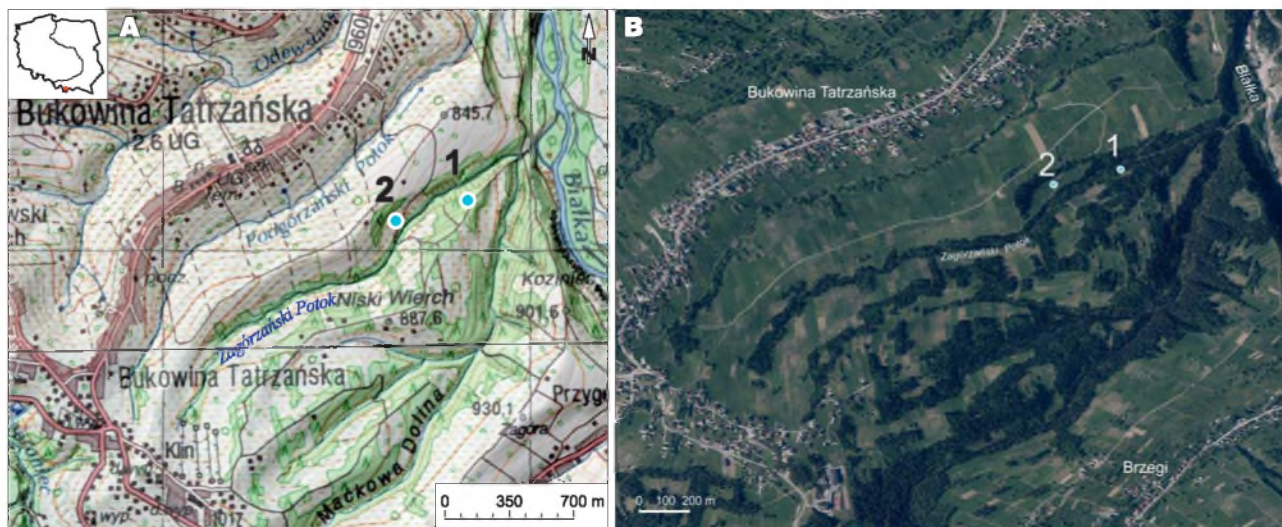
Mając na uwadze naukową wartość martwic, a także uwzględniając ścisły i bezpośredni związek ich występowania ze źródłami, podjęto badania hydrochemiczne dwóch źródeł w Bukowinie Tatrzańskiej, przy czym przy jednym z nich stwierdzono występowanie zarówno współcześnie tworzących się naskorupień trawertynów, jak i ich starszych warstw, przykrytych glebą leśną (Czarney, 2018). Nie znaleziono jakichkolwiek wzmianek naukowych na temat martwicy na tym stanowisku, ale poznano wyniki badań składu chemicznego wód towarzyszącego jej źródła. Na przełomie lat 2010 i 2011 trzykrotnie pobrano z niego próbki wody (grudzień, luty, kwiecień) i stwierdzono, że są to wody słodkie o odczynie słabo zasadowym (Kadłub, 2011; Wróbel, 2011).

Celem niniejszego opracowania jest charakterystyka cech fizycznych i chemicznych wód dwóch wspomnianych źródeł z uwzględnieniem zmienności sezonowej. Wydaje

się, że w obliczu wielorakich niekorzystnych zmian, jakim współcześnie podlegają źródła, badania takie umożliwiają rejestrację ich współczesnego stanu, a także towarzyszącej im martwicy, oraz ustalenie czynników, które mogą niekorzystnie na nie wpłynąć. Podjęto także próbę uzasadnienia objęcia ochroną źródła z wytrąceniami martwicy wapiennej, zwracając uwagę na jego znaczenie naukowe i krajobrazowe tym bardziej, że w Polsce wśród ok. 35 tys. pomników przyrody nieożywionej, zaledwie 137 stanowią źródła. Etap informacyjny, obejmujący monitoring i badania naukowe, jest ważnym i zalecanym ogniwem działań z zakresu ochrony środowiska (Chełmicki, 2001; Baścik, Chełmicki, 2008; Moniewski, Siwek, 2017).

## OBSZAR BADAŃ

Badania przeprowadzono w zlewni Zagórzańskiego Potoku, którego długość wynosi ok. 2,5 km (zwanego też Zawiersiańskim). Jest on lewym dopływem rzeki Kozińca, która z kolei jest lewobrzeżnym dopływem Białki. Zlewnia Zagórzańskiego Potoku znajduje się na Pogórzu Spisko-Gubałowskim, stanowiącym część obniżenia Orawsko-Podhalańskiego w Centralnych Karpatach Zachodnich (Kondracki, 2000). Od północy i północnego zachodu graniczy ona ze zlewnią Podgórzeńskiego Potoku, od południowego zachodu – ze zlewnią Poronica, natomiast od południa i południowego wschodu – ze zlewnią Palenicy. Zajmuje ona powierzchnię około 1,2 km<sup>2</sup>. Jej najwyższym punktem jest Wysoki Wierch (1017 m n.p.m.). Ujście Zagórzańskiego Potoku do Kozińca leży na wysokości 770 m n.p.m. Pod względem krenologicznym obszar badań należy do regionu charakteryzującego się występowaniem licznych wypływów, lecz zazwyczaj mało wydajnych, zasilanych z utworów fliszowych i zalegających na nich pokryw zwietrzelinowych (Pawlik-Dobrowolski, 1965; Moniewski, Siwek, 2017). W prawobrzeżnej części zlewni występuje 9 źródeł, natomiast w lewobrzeżnej – 7. Są to źródła descenzyjne, stokowe. Źródła te dość wyraźnie reagują na roztopy i zasilanie deszczowe. Szczegółowym badaniom cech fizycznych i chemicznych wód poddano dwa źródła: jedno z wytrąceniami martwicy (nr 1) oraz do celów porównawczych drugie (nr 2), bez wytrąceń martwicy, leżące na przeciwnym zboczu doliny (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja badanych źródeł (1 i 2) w zlewni Zagórzańskiego Potoku. Źródła danych: A – <https://mapy.geoportal.gov.pl/>; B – <https://sip.gison.pl/bukowinatatrzańska>

Fig. 1. Location of the investigated springs (1 and 2) in the Zagórzański Stream catchment. Data sources: A – <https://mapy.geoportal.gov.pl/>; B – <https://sip.gison.pl/bukowinatatrzańska>



W zlewni Zagórzańskiego Potoku występują utwory fliszu podhalańskiego, reprezentowane przez warstwy chochołowskie górne wieku eoceńskiego i oligoceńskiego o miąższości ok. 1350 m (tzw. warstwy z Brzegów). W rejonie tym warstwy chochołowskie składają się z materiału średnio- i grubodetrytycznego. Są to głównie zielonoszare lub szare cienkoławicowe mułowce i łupki wapniste, lokalnie również ilaste, przekładane cienkimi warstwami drobnoziarnistych, niebieskoszarych piaskowców, zawierających przeważnie ziarna kwarcu oraz węglanów (kalcyt i dolomit, ryc. 2 – patrz str. 201). Podrzednie występują w nich skałki sodowe i potasowe, piryty, tlenki manganu, syderyt, muskowit i illit (Watycha, 1972, 1976; Stupnicka, 1997; Szostakiewicz-Hołownia, Małecki, 2015). W piaskowcach są spotykane otoczaki oraz wapnienie numulitowe, które świadczą o erozji pokrywy eoceńskiej masywu tatrzańskiego, a także wkładki bentonitowe (Stupnicka, 1997). Wody porowe są w więzi hydraulicznej z wodami szczelinowymi fliszowego podłoża. Utworami wodonośnymi na tym obszarze są także utwory piaszczysto-żwirowe oraz gliniasto-rumoszowe pokrywy czwartorzędowe (Małecka i in., 2007).

Rzeźba obszaru badań reprezentuje typ pogórzy wysokich, których charakterystyczną cechą jest występowanie płaskich wierzchołków oraz stoków o różnym nachyleniu i deniwelacjach od 200 do 300 m (Starkel, 1991).

Zlewnia Zagórzańskiego Potoku leży w piętrze klimatycznym umiarkowanie chłodnym – ze średnią roczną temperaturą powietrza od 4 do 6°C. Średnia dobową temperatura powietrza poniżej –5°C występuje średnio przez ok. 30 dni w roku, natomiast powyżej 5°C przez 170 dni (Hess, 1965). Jest to region o bardzo dużej zmienności częstości występowania poszczególnych typów pogody w Polsce (Woś, 1993). Roczna suma opadów atmosferycznych mieści się w granicach od 800 do 900 mm. Największe sumy opadów występują w lipcu, najmniejsze zaś w styczniu i (lub) lutym. Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną waha się od 120 do 140 dni w roku, a średnia maksymalna miąższość pokrywy śnieżnej przekracza 60 cm (Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa, 1991).

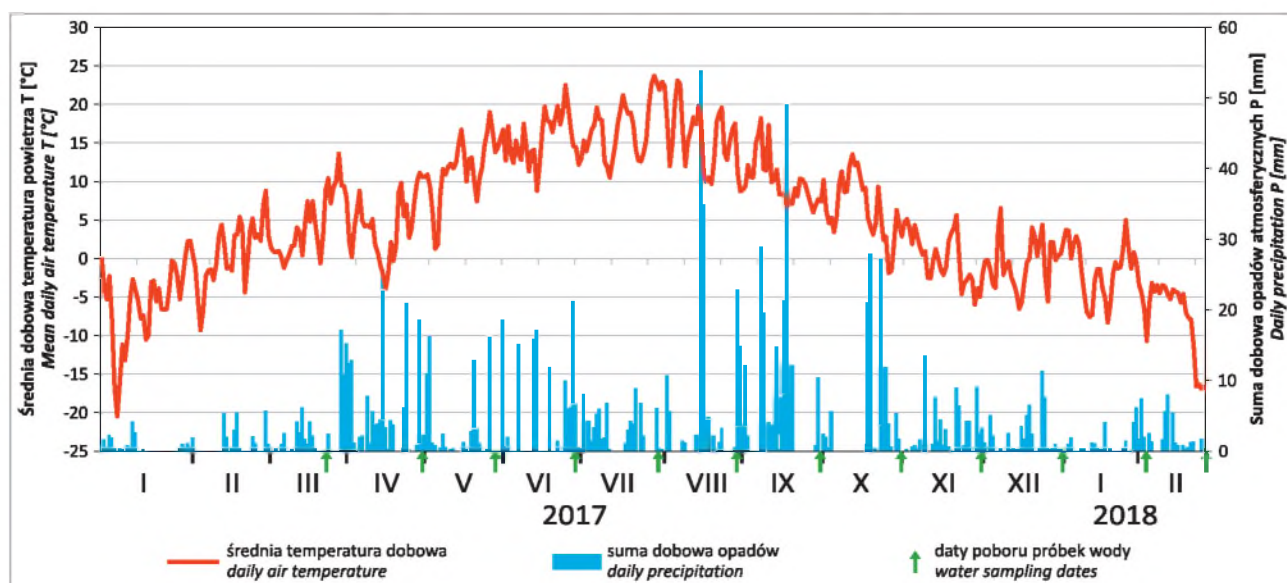
Okolo 30% powierzchni zlewni zajmuje las. W górnych partiach zlewni występują bory świerkowe, natomiast w dolinie dominują olszyna karpacka i olsza szara. Obszary niezalesione są wykorzystywane głównie jako łąki i w niewielkim stopniu jako grunty orne.

## METODYKA BADAŃ

Badania prowadzono od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r. Raz w miesiącu mierzono w terenie przewodność elektrolityczną właściwą, temperaturę oraz odczyn pH wody za pomocą miernika WTW *Multi 350i* oraz pobierano próbki wody z obu źródeł do butelek PET 0,5 l (ryc. 3). Przed pobraniem wody butelki trzykrotnie płukano wodą źródłaną, a następnie napelniano i tak zamykano, aby nie pozostał w nich pęcherzyk powietrza. Probki wody transportowano w przenośnej lodówce do Laboratorium Hydrologiczno-Chemicznego Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie, gdzie przeprowadzono analizy hydrochemiczne.

W badaniach laboratoryjnych wykorzystano metodę chromatografii jonowej (system DIONEX ISC-2010). Przed analizą próbki wody filtrowano przy użyciu filtra membranowego PTFE 0,45 µm. Oznaczono stężenia głównych kationów, tj.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  oraz anionów:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  i  $\text{NO}_3^-$ . Wartości względne stężeń poszczególnych jonów (iloraz stężenia w danym dniu do stężenia średniego z 12 pomiarów) przedstawiono na wykresach liniowych w celu ułatwienia interpretacji wyników.

Jednorazowo z obu źródeł pobrano (2.02.2017 r.) próbki wody do butelek PET 1,5 l, w celu przeprowadzenia badań izotopowych metodą analizy gamma-promieniotwórczości. Analiza izotopów promieniotwórczych daje m.in. możliwość interpretacji pochodzenia oraz identyfikacji dróg krążenia wód (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Badania wykonano w laboratorium Zakładu Doświadczalnej Fizyki Komputerowej Instytutu Fizyki Uniwersytetu Jagiellońskiego z zastosowaniem ultraniskotłowego spektrometru gamma. Analizie gamma promieniotwórczości najpierw poddano wodę ze źródła nr 1. W spektrometrze umieszczono ją w dniu 13.02.2017 r. o godzinie



Ryc. 3. Średnia dobową temperatura powietrza ( $T$ ) oraz suma dobową opadów atmosferycznych ( $P$ ) od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r. (na podstawie danych IMGW-PIB – stacja Bukowina Tatrzańska). Zielone strzałki daty poboru próbek wody

Fig. 3. Mean daily air temperature ( $T$ ) and daily precipitation ( $P$ ) in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018 (according to the IMGW-PIB data – at the Bukowina Tatrzańska station). Green arrows indicate the water sampling dates

9:00. Masa netto wody w tej próbce wynosiła 1,1555 kg. Pomiar trwał do godziny 9:00 w dniu 21.02.2017 r. Pomiar próbek ze źródła nr 2 rozpoczął się 21.02.2017 r. o godz. 9:30 i trwał do dnia 28.02.2017 r. do godz. 9:00. Próbkę ważyła netto 1,1916 kg.

Do określenia warunków meteorologicznych w okresie badań posłużono się danymi ze stacji Bukowina Tatrzańska, udostępnionymi przez IMGW-PIB. Uwzględniono sumy opadów dobowych oraz średnią, minimalną i maksymalną temperaturę dobową powietrza w dniu poboru próbek wody oraz w tygodniu poprzedzającym ich pobór.

### WARUNKI POGODOWE W OKRESIE BADAŃ

W okresie badań średnia dobową temperatura powietrza wynosiła 6,4°C. Najchłodniejszym miesiącem był luty 2018 r. (ze średnią miesięczną temperaturą powietrza -6,7°C), natomiast najcieplejszym sierpień 2017 r. (ze średnią miesięczną temperaturą powietrza 17,0°C). Suma opadów w czasie badań wyniosła 1117,4 mm. Najwyższą sumę dobową opadów – tj. 53,7 mm – odnotowano 19.08.2017 r. Najbardziej deszczowym miesiącem okazał się wrzesień, podczas którego łącznie spadło 225,1 mm wody. Najwyższa dobową suma opadów w trakcie badań terenowych wystąpiła 29.06.2017 r. (5,8 mm; ryc. 3; tab. 1).

### CHARAKTERYSTYKA BADANYCH ŹRÓDEŁ

Źródło nr 1 znajduje się w prawobrzeżnej części zlewni Zagórzańskiego Potoku, na wysokości 807 m n.p.m. (49°20'25" E; 20°07'24" N), na zboczu o ekspozycji zachodniej, na granicy lasu i polany. Jest ono źródłem rumoszowym, descenzyjnym, częściowo zacienionym (ryc. 4 – patrz str. 201). Wielkość misy źródłanej, wyścielonej drobnym materiałem skalnym, wynosi ok. 1,0 × 0,8 m.



Ryc. 5. Odpływ ze źródła nr 1 w korycie wyerodowanym w martwicy wapiennej. Fot. J. Pociask-Karteczka

Fig. 5. Water of spring No. 1 in the channel eroded in tufa. Photo by J. Pociask-Karteczka

Otoczenie misy jest porośnięte, m.in. przez lepieńnik, podbiał i turzyce. Sezonowo brzegi misy są zarastane mchem. Wypływowi wody towarzyszy gaz, ułatwiający się co kilkanaście sekund w postaci małych bąbli. Średnia wydajność źródła wynosi około 5 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (V klasa Meinzer). Woda ze źródła nr 1 wypływa z niewielką, lecz stałą, prędkością. Po kilku metrach jej przepływ staje się turbulentny. Po przepłynięciu ok. 50 m wody tego źródła uchodzą do potoku. Źródło nr 1 wyróżnia się spośród licznych wytrąceniami martwicy wapiennej, która pojawia się już kilka metrów poniżej źródła (ryc. 5 i 6 na str. 201). Na stromym, przykorytowym fragmencie stoku, pokrytym częściowo mchem, tworzy ona beżowo-białe naskorupienia

Tab. 1. Średnia, maksymalna i minimalna temperatura dobową powietrza, suma opadów zmierzonych w terminach poboru prób wody oraz średnia temperatura dobową powietrza i suma opadów w tygodniu poprzedzającym badania terenowe (dane IMGW-PIB, stacja Bukowina Tatrzańska)

Table 1. Mean, maximum and minimum daily air temperature and precipitation on the day of sampling and mean air temperature and precipitation in a week preceding the day of sampling (IMGW-PIB data at the Bukowina Tatrzańska station)

| Data pomiaru<br>Date of<br>sampling | Średnia dobową temperatura powietrza<br>Mean daily air temperature |   | Dobowa temperatura powietrza<br>Daily air temperature |                      | Suma opadów<br>Precipitation                 |   |
|-------------------------------------|--|---|---|----------------------|--|---|
|                                     | w dniu pomiaru<br>on the sampling day                              | w tygodniu<br>poprzedzającym pomiar<br>in the week<br>before the sampling day | maksymalna<br>maximum                                 | minimalna<br>minimum | w dniu poboru<br>prób<br>on the sampling day | w tygodniu<br>poprzedzającym pomiar<br>in the week<br>before the sampling day |
|                                     | [°C]   |   |   |                      | [mm]   |   |
| 25.03.2017                          | 2  | 4,6   | 7,1   | -2,1                 | 0  | 17,1  |
| 30.04.2017                          | 3,9  | 5   | 8,9   | 0,4                  | 0  | 30,8  |
| 28.05.2017                          | 14,8   | 10,8  | 20,9  | 6,9                  | 0  | 19,5  |
| 29.06.2017                          | 19,9   | 18,7  | 24,2  | 15,2                 | 5,8  | 22,8  |
| 29.07.2017                          | 15,4   | 15,5  | 19,7  | 10,8                 | 0  | 28  |
| 28.08.2017                          | 13,7   | 14,2  | 19,2  | 10,9                 | 0  | 15,2  |
| 30.09.2017                          | 7,2  | 9   | 13,4  | 3,9                  | 0  | 12  |
| 31.10.2017                          | -1,6   | 3,7   | 0,5   | -3,6                 | 0,5  | 46,3*   |
| 30.11.2017                          | -2,1   | 0,4   | 0   | -4,6                 | 4,1  | 19,9*   |
| 20.12.2017                          | -5,6   | 1,7   | -1,5  | -8,6                 | 0,4  | 27,7*   |
| 03.02.2018                          | -3,4   | 0,8   | -1  | -4,6                 | 1,6  | 11,5*   |
| 28.02.2018                          | -16,7  | -12   | -12,5   | -19,4                | 0,2  | 4,5*  |

\* pokrywa śnieżna / snow cover





Ryc. 7. Murawy mchowe i naskorupienia martwicy w pobliżu koryta Zagórzańskiego Potoku. Fot. G. Czarny

Fig. 7. Mosses and encrusting tufa near the Zagórzański Stream. Photo by G. Czarny



Ryc. 8. Źródło nr 2. Fot. G. Czarny

Fig. 8. Spring No. 2. Photo by G. Czarny

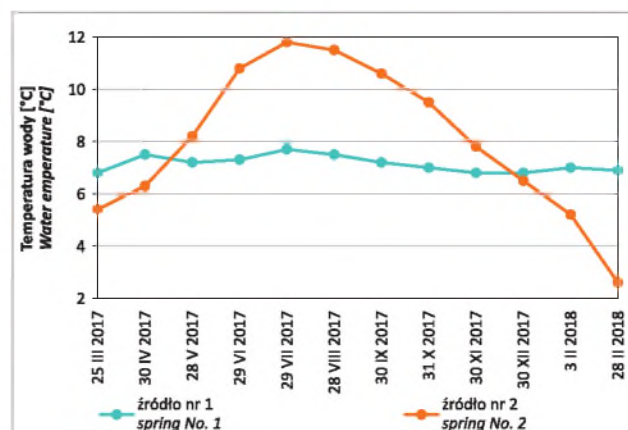
o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, niszczone przez intensywne ruchy masowe (ryc. 7). W martwicy występują liczne szczątki roślin.

Źródło nr 2 znajduje się w lewobrzeżnej części Zagórzańskiego Potoku, na wysokości ok. 820 m n.p.m. (49°20'21" E; 20°07'23" N), na zboczu o ekspozycji wschodniej. Jest to źródło descenzyjne, częściowo zacieśnione przez rosnący obok świerk (ryc. 8). Misa źródłana ma niewielkie wymiary (0,3 × 0,3 m) i jest wypełniona rumoszem skalnym. Średnia wydajność źródła wynosi ok. 0,02 dm<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup> (VII klasa Meinzera). Woda spływa wzdłuż leśnej drogi, powodując jej zawilgocenie.

## WYNIKI BADAŃ

Najwyższa średnia dobowa temperatura powietrza w dniu pomiarów terenowych wynosiła 19,9°C (czerwiec 2017 r.), najniższa zaś –16,7°C (luty 2018 r.). Średnia temperatura wód źródeł nr 1 i nr 2 była zbliżona i wynosiła odpowiednio 7,1°C i 8,0°C, jednak przebieg zmian temperatury wód obu źródeł w ciągu roku różnił się (tab. 2, 3; ryc. 9). Temperatura wody źródła nr 1 cechuje się niewielką zmiennością w ciągu roku ( $\delta_{zr.1} = 0,3^{\circ}\text{C}$ ,  $v_{zr.1} = 0,04$ ) w przeciwieństwie do źródła nr 2 ( $\delta_{zr.2} = 2,9^{\circ}\text{C}$ ,  $v_{zr.2} = 0,36$ ), w którym zanotowano zarówno najniższą temperaturę wody (2,6°C – luty 2018 r.), jak i najwyższą (11,8°C – lipiec 2017 r.). W źródle nr 1 różnica między maksymalną i minimalną temperaturą wody wynosiła zaledwie 0,9°C (ryc. 9). Ten wyrównany przebieg zmian temperatury wody źródła z martwicą wapienną może świadczyć o tym, że jest ono zasilane z utworów fliszowych, pozostających poza wpływem rocznych wahań temperatury, tj. z głębokości 15–40 m (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002; Szostakiewicz-Hołownia, 2015). Dolna granica występowania spękań umożliwiających aktywną wymianę wód podziemnych na terenie Podhala znajduje się na głębokości 80–100 m (Chowaniec, 2009).

W waniach temperatury źródła nr 2 zauważa się wyraźny cykl roczny – najniższa temperatura wody występuje w półroczu zimowym, najwyższa zaś w półroczu letnim (ryc. 9). Temperatura wody nawiązuje zatem do temperatury powietrza, przy czym warto zauważyć, że istnieje silny związek statystyczny temperatury wody zarówno ze średnią dobową temperaturą powietrza w tygodniu poprzedzającym badanie ( $r = 0,87$ ), jak i średnią dobową temperaturą powietrza w dniu pomiaru ( $r = 0,81$ ; tab. 4). Wydaje się, że zwłaszcza związek statystyczny temperatury wody ze średnią dobową temperaturą powietrza w tygodniu poprzedzającym badanie może świadczyć o znacznym udziale w zasilaniu źródła nr 2 wód płytkiego krążenia (z pokryw zwietrzelinowych), których temperatura jest podatna na wpływ środowiska zewnętrznego (Małecka, 1991). Z badań nad transportem ciepła w masywie skalnym wynika, że w strefie przypowierzchniowej obserwuje się fluktuacje temperatury wody wynikające z bilansu promieniowania cieplnego docierającego do powierzchni gruntu i zmiany temperatury wód źródłanych mogą zachodzić



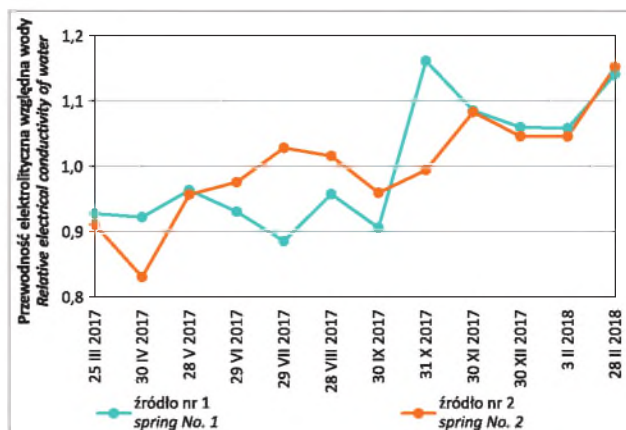
Ryc. 9. Temperatura wód źródeł nr 1 i źródła nr 2 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Fig. 9. Water temperature in springs No. 1 and No. 2 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018

z opóźnieniem od kilku do kilkunastu dni (Gruszczyński, Szostakiewicz-Hołownia, 2019). Co ciekawe, znacznie dłuższa jest reakcja temperatury wód podziemnych na najniższe temperatury powietrza (Szostakiewicz-Hołownia, 2015; Gruszczyński, Szostakiewicz-Hołownia, 2019).

Średnia przewodność elektrolityczna wody źródła nr 1 ( $429,7 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ) jest większa niż źródła nr 2 ( $372,0 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ), przy czym źródło nr 1 odznacza się większą zmiennością przewodności ( $\delta = 41,3 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ,  $v_{\text{zt.1}} = 0,10$ ) aniżeli źródło nr 2 ( $\delta = 30,9 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ,  $v_{\text{zt.1}} = 0,08$ ; tab. 2, 3; ryc. 10). W sezonach jesiennym i zimowym (od października do lutego) przewodność elektrolityczna wody obu źródeł wzrasta i jest wyższa od wartości średniej. Najwyższą przewodność wody zanotowano w źródle nr 1 pod koniec października 2017 r. ( $499,10 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ). Warto zauważyć, że miesiąc ten był suchy, a suma opadów w tygodniu poprzedzającym pomiar była najniższa z zanotowanych w całym okresie badawczym (12 mm, tab. 1, ryc. 3).

W obu źródłach zaznacza się w ciągu roku wyraźne zróżnicowanie składu chemicznego wód, przy czym źródło nr 2 cechuje się większą zmiennością stężeń poszczególnych jonów niż źródło nr 1 (tab. 3). Średnie stężenie wszystkich jonów głównych, z wyjątkiem wapnia, jest większe w źródle nr 1 aniżeli w źródle nr 2 (tab. 2). W źródle nr 1 stę-



Ryc. 10. Przewodność elektrolityczna względna wód źródła nr 1 i źródła nr 2 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Fig. 10. Relative electrical conductivity of water in springs No. 1 and No. 2 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018

żenie jonu wapnia wynosi  $57,7 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , przy czym najwyższą wartość ( $61,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ) wystąpiła 3.03.2017 r., a najniższa ( $51,00 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ) 28.02.2018 r. W źródle nr 2 średnie stężenie jonu wapnia było nieznacznie wyższe

Tab. 2. Średnie wartości parametrów fizycznych i chemicznych wód źródła nr 1 i źródła nr 2 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Table 2. Mean values of physical and chemical parameters of water in springs No. 1 and No. 2 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018

| Parametr<br>Parameter       | PEW25°<br>[ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ] | T<br>[°C] | pH   | Ca <sup>2+</sup>         | Mg <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Cl <sup>-</sup> | NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> |
|-----------------------------|--|-----------|------|--------------------------|------------------|-----------------|----------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------------------|
|                             |  |           |      | [mg · dm <sup>-1</sup> ] |                  |                 |                |                               |                               |                 |                              |
| źródło nr 1<br>spring No. 1 | 429,7  | 7,1       | 8,4* | 57,7                     | 16,8             | 2,8             | 1,1            | 212,2                         | 37,1                          | 4,5             | 2,8                          |
| źródło nr 2<br>spring No. 2 | 372  | 8         | 8,4* | 58,4                     | 9,6              | 2,3             | 0,7            | 211                           | 18,4                          | 1,9             | 2,8                          |

\*średnia z terminów z wyjątkiem 30 września 2017 r. / average value of all data except 30<sup>th</sup> September, 2017

Tab. 3. Odchylenie standardowe ( $\delta$ ) i współczynnik zmienności ( $v$ ) parametrów fizycznych i chemicznych wód źródła nr 1 i źródła nr 2 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Table 3. Standard deviation ( $\delta$ ) and variability coefficient ( $v$ ) of physical and chemical properties of water in spring No. 1 and spring No. 2 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018

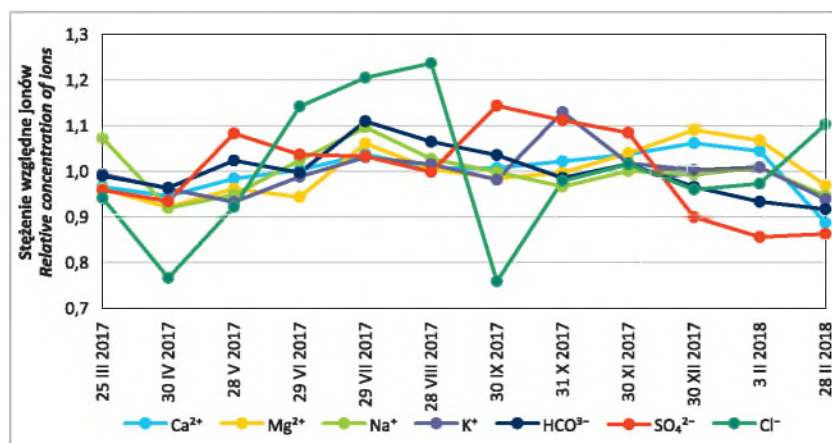
| Parametr<br>Parameter  | PEW25°<br>[ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ] | T<br>[°C] | Ca <sup>2+</sup>         | Mg <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Cl <sup>-</sup> |
|------------------------|--|-----------|--------------------------|------------------|-----------------|----------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|
|                        |  |           | [mg · dm <sup>-1</sup> ] |                  |                 |                |                               |                               |                 |
| $\delta_{\text{zt.1}}$ | 41,3   | 0,3       | 2,8                      | 0,9              | 0,1             | 0,06           | 11,5                          | 3,6                           | 0,7             |
| $\delta_{\text{zt.2}}$ | 30,9   | 2,9       | 4,4                      | 1                | 0,2             | 0,09           | 19,7                          | 2,9                           | 0,4             |
| $v_{\text{zt.1}}$      | 0,1  | 0,04      | 0,05                     | 0,05             | 0,05            | 0,05           | 0,05                          | 0,1                           | 0,15            |
| $v_{\text{zt.2}}$      | 0,08   | 0,36      | 0,07                     | 0,11             | 0,09            | 0,13           | 0,09                          | 0,16                          | 0,22            |

Tab. 4. Współczynnik korelacji ( $r$ ) między temperaturą wody źródłanej a średnią temperaturą dobową powietrza w dniu pomiaru oraz między temperaturą wody źródłanej a średnią dobową temperaturą powietrza w tygodniu poprzedzającym pomiar

Table 4. Correlation coefficient ( $r$ ) between water temperature of springs and mean daily air temperature on the sampling day, and between water temperature of springs and mean air temperature in the week before the sampling day

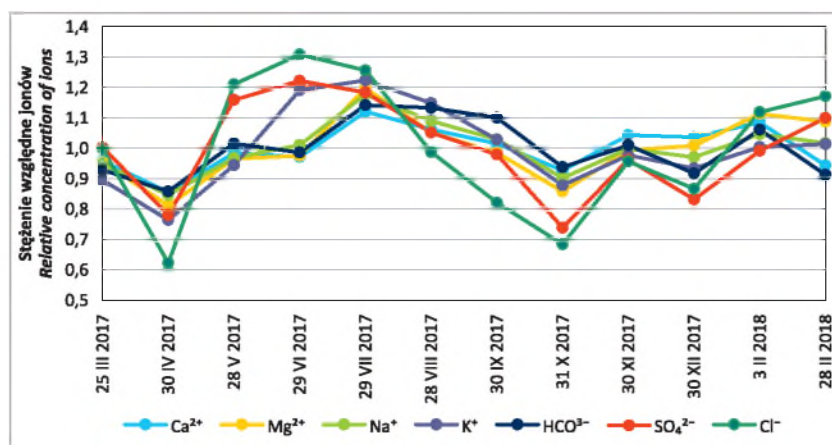
| Parametr<br>Parameter  | Średnia dobową temperaturą powietrza<br>Mean daily air temperature |   |
|--|--|---|
|  | w dniu pomiaru<br>on the sampling day                              | w tygodniu poprzedzającym pomiar<br>in the week before the sampling day |
| temperatura wody źródła nr 1 / water temperature in the spring No. 1 | 0,72   | 0,69  |
| temperatura wody źródła nr 2 / water temperature in the spring No. 2 | 0,81   | 0,87  |





Ryc. 11. Stężenie względne jonów:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  oraz  $\text{Cl}^-$  w wodzie źródła nr 1 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Fig. 11. Relative concentration of:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$  ions in water of spring No. 1 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018



Ryc. 12. Stężenie względne jonów:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  oraz  $\text{Cl}^-$  w wodzie źródła nr 2 w okresie od 25.03.2017 r. do 28.02.2018 r.

Fig. 12. Relative concentration of:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$  ions in water of spring No. 2 in the period from 25<sup>th</sup> March 2017 to 28<sup>th</sup> February 2018

i wynosiło  $58,36 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Najwyższa jego wartość wystąpiła 29.07.2017 r. ( $65,38 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), najniższa zaś 30.04.2017 r. ( $49,90 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; ryc. 11, 12). Średnie stężenie jonu magnezu w źródle nr 1 wynosiło  $16,78 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , natomiast w źródle nr 2 było znacznie mniejsze –  $9,61 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  (tab. 2). Zmiany koncentracji magnezu w wodach obu źródeł, w przeciwieństwie do zawartości wapnia, następowały synchronicznie. Najniższe stężenie magnezu w obu źródłach stwierdzono 30.04.2017 r. i wynosiło ono w źródle nr 1 –  $15,46 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , a w źródle nr 2 –  $7,80 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  (ryc. 11, 12). Silna koncentracja magnezu wystąpiła zimą oraz latem. Podobnie jak w przypadku magnezu, również zmiany zawartości jonu sodu w wodach obu źródeł przebiegały synchronicznie. Najwyższe stężenia wystąpiły w obu źródłach w lipcu 2017 r. – w źródle nr 1:  $3,04 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; w źródle nr 2:  $2,70 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , natomiast najniższe – w kwietniu i wynosiły odpowiednio  $2,55 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  i  $1,93 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  (ryc. 11, 12). Średnie stężenie jonu sodu w źródle nr 1 wynosiło  $2,77 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , natomiast w źródle nr 2 było nieco niższe, to jest  $2,29 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , podobnie jak średnie stężenie jonu potasu: w źródle nr 1 wynosiło  $1,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , a w źródle nr 2 było o  $0,4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  niższe (tab. 2). Zmiany zawartości sodu w wodach obu źródeł przebiegały synchro-

nicznie, natomiast potasu niesynchronicznie. W źródle nr 1 największa koncentracja potasu wystąpiła w październiku 2017 r. ( $1,2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), a w źródle nr 2 w lipcu 2017 r. ( $0,8 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; ryc. 12, 13). Najniższe stężenie potasu w obu źródłach odnotowano wiosną –  $1,02 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  w źródle nr 1 (maj 2017) i  $0,52 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  w źródle nr 2 (kwiecień 2017).

Średnie stężenie jonu wodorowęglanowego, towarzyszącego zwykle jonom wapnia i magnezu, jest w obu źródłach bardzo zbliżone (tab. 2). Najniższe stężenie  $\text{HCO}_3^-$  w źródle nr 1 wystąpiło 28.02.2018 r. ( $194,51 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), natomiast w źródle nr 2 w kwietniu 2018 r. ( $181,06 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ). Warto zauważyć, że pomiar w kwietniu był poprzedzony dość obfitymi opadami. Ich tygodniowa suma wynosiła prawie 31 mm, toteż spadek zawartości jonu wodorowęglanowego mógł być wywołany zwiększeniem udziału wód opadowych infiltrujących do pokryw zwietrzelinowych i następnie zasilających źródła. Widać to zwłaszcza w składzie wody źródła nr 2, w którym stężenie względne  $\text{HCO}_3^-$  wynosiło jedynie 0,62. Największa koncentracja jonu wodorowęglanowego w obu źródłach wystąpiła w lipcu i osiągnęła  $235,39 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  w źródle nr 1 oraz  $240,97 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  w źródle nr 2 (ryc. 12, 13). Miesiąc ten był dość suchy w porównaniu z innymi miesiącami sezonu letniego (ryc. 2).

Znaczna różnica w chemizmie wód obu źródeł zaznacza się także pod względem stężenia jonu siarczanowego; mianowicie źródło nr 1 odznacza się znacznie wyższym średnim stężeniem tego jonu niż źródło nr 2 (odpowiednio  $37,14 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  oraz  $18,39 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; tab. 2). Wiosną i latem przebieg zmian stężenia jonu siarczanowego w obu źródłach jest podobny. Różnice zaznaczają się jesienią, gdy zawartość tego jonu w źródle nr 1 rośnie (największa jest we wrześniu –  $42,46 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), podczas gdy w źródle nr 2 spada (najmniejszą odnotowano 31.10.2017 r. –  $13,59 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; ryc. 11, 12). Najniższe stężenie  $\text{SO}_4^{2-}$  w źródle nr 1 wystąpiło 3.02.2018 r. i wynosiło  $31,78 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , natomiast w źródle nr 2 – 31.10.2017 r. i było prawie 2,5 razy niższe ( $13,59 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ).

Średnia zawartość jonu chlorkowego w wodach źródła nr 1 wynosi  $4,52 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , natomiast w wodach źródła nr 2 jest znacznie mniejsza ( $1,90 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ , tab. 2). Największą koncentrację jonu chlorkowego w źródle nr 1 stwierdzono 28.08.2017 r. ( $5,58 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), a w źródle nr 2 – 29.06.2017 r. ( $2,48 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ; ryc. 11, 12). Najniższe stężenie jonu chlorkowego w źródle nr 1 wystąpiło 30.09.2017 r. ( $3,43 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ), natomiast w źródle nr 2 – 31.10.2017 r. ( $1,30 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ). Niskie stężenia chlorków w obu źródłach pozwalają wnioskować o znikomym wpływie rolnictwa na jakość ich wód. Do podobnego wniosku można dojść na podstawie średniego stężenia azotanów, które w obu źródłach nie przekracza  $3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$  (tab. 2).

Odczyn wód obu źródeł w trakcie większości terminów pomiarowych był słabo zasadowy (pH 8,4; tab. 2). Jedynie w lipcu wody obu źródeł miały odczyn zasadowy, w lutym zaś także wody źródła nr 2. W nawiązaniu do klasyfikacji Szczukariewa-Priklonskiego (Pazdro, 1983; Macioszczyk, 1987) źródło nr 1 podczas wszystkich pomiarów charakteryzowało się wodą typu wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego, natomiast źródło nr 2 w większości terminów pomiarowych, tj. od kwietnia do czerwca i od sierpnia do listopada cechowało się wodą typu wodorowęglanowo-wapniowego, a w pozostałych miesiącach – typu wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego.

W wyniku analizy spektralnej wód obu źródeł zidentyfikowano linie energetyczne, które przypisano do odpowiednich izotopów (tab. 5). Próbkę wody ze źródła nr 1 w momencie pobrania zawierała izotopy z szeregu uranowo-radowego ( $7,7 \pm 0,7 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ ). Na podstawie wyraźnie zaobserwowanych linii pochodzących z naturalnego szeregu promieniotwórczego uranowo-radowego, a mianowicie: ( $^{214}\text{Bi}/ 609 \text{ keV}$ ), ( $^{214}\text{Bi}/ 1120 \text{ keV}$ ), ( $^{214}\text{Pb}/ 349 \text{ keV}$ ), ( $^{214}\text{Pb}/ 296 \text{ keV}$ ) oraz ( $^{214}\text{Bi}/ 2205 \text{ keV}$ ), które świadczą o obecności  $^{222}\text{Rn}$  w pobranej próbce wody, obliczono aktywność właściwą radonu w momencie pobrania próbki (Kozłowska, 2009). Wynosiła ona  $7,7 \pm 0,6 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ . Ponowny pomiar, wykonany w okresie od 28.02.2017 r. do 2.03.2017 r., wykazał jedynie słabą aktywność izotopu ( $^{214}\text{Bi}/ 609 \text{ keV}$ ).

W zarejestrowanym widmie gamma wody ze źródła nr 2 zaobserwowano jedynie niewielką liczbę zliczeń impulsów od izotopów pochodzących z szeregu uranowo-ra-

dowego (tab. 6). Oznacza to, że woda tego źródła miała w momencie pobrania jedynie śladowe ilości  $^{222}\text{Rn}$ . Należy zaznaczyć, że w widmie gamma odnotowano obecność linii o energii 2614 keV od izotopu  $^{208}\text{Tl}$  z szeregu torowego, która świadczy o obecności w próbce izotopów  $^{224}\text{Ra}$  i  $^{220}\text{Rn}$ . Wyznaczona aktywność linii  $^{208}\text{Tl}$  dla momentu pobierania próbki wody ze źródła nr 2 w terenie wnosila  $2,4 \pm 0,3 \text{ Bq/kg}$ . Tal jest pierwiastkiem rzadko występującym w przyrodzie, zwykle towarzyszy rudom cynku, ołowiu i żelaza (Minczewski, Marczenko, 2001).

## DYSKUSJA

Pod względem hydrochemicznym wody źródeł w zlewni Zagórzańskiego Potoku charakteryzują się odczynem słabo zasadowym i mineralizacją ogólną zawierającą się w przedziale  $300\text{--}400 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ . Podobne wyniki uzyskali Szostakiewicz-Hołownia i Małecki (2015), którzy wykazali, że zarówno odczyn, jak i skład chemiczny wód podziemnych w strefie saturacji zlewni fliszowej nawiązuje do zróżnicowania litologicznego skał podłoża oraz pokryw zwietrzelinowych.

Z badanych źródeł wypływa woda wodorowęglanowo-wapniowa lub wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowa, typowa dla wód fliszu Podhala, na co wcześniej zwrócili uwagę Chowaniec i in. (2018), Małecki i Szostakiewicz (2007) oraz Szostakiewicz-Hołownia (2015). Fizyczne i chemiczne cechy źródeł nr 1 i nr 2 ulegają zmianom sezonowym. Najwyższe stężenia większości jonów wystę-

**Tab. 5.** Energia, rodzaj izotopu oraz liczba zliczeń zarejestrowanych w widmie promieniowania gamma w próbce wody źródła nr 1  
**Table 5.** Energy, type of isotope and number of counts registered in the gamma radiation spectrum in water of spring No. 1

| Energia<br>Energy<br>[keV] | Izotop pierwiastka<br>Isotope           | Liczba zliczeń<br>Number of counts<br>13.02.2017– 21.02.2017 | Liczba zliczeń<br>Number of counts<br>28.02.2017–2.03.2017 |
|----------------------------|---|--|--|
| 140                        | $^{75\text{m}}\text{Ge}$                | 1177   | 422  |
| 199                        | $^{71\text{m}}\text{Ge}$                | 1320   | 452  |
| 243                        | $^{214}\text{Pb}$                       | 968  | –  |
| 296                        | $^{214}\text{Pb}$                       | 2086   | –  |
| 326                        | –                                       | śląd / trace   | –  |
| 349                        | $^{214}\text{Pb}$                       | 3749   | –  |
| 500                        | –                                       | śląd / trace   | –  |
| 511                        | pochodzenia kosmicznego / cosmic origin | 2098   | 707  |
| 596                        | $\text{Ge}^*$                           | 604  | 166  |
| 609                        | $^{214}\text{Bi}$                       | 2936   | 110  |
| 768                        | $^{214}\text{Bi}$                       | 333  | –  |
| 867                        | –                                       | śląd / trace   | –  |
| 934                        | $^{214}\text{Bi}$                       | 175  | –  |
| 1120                       | $^{214}\text{Bi}$                       | 618  | –  |
| 1237                       | $^{214}\text{Bi}$                       | 201  | –  |
| 1378                       | $^{214}\text{Bi}$                       | 178  | –  |
| 1461                       | $^{40}\text{K}$                         | 276  | 95   |
| 1509                       | $^{214}\text{Bi}$                       | śląd / trace   | –  |
| 1730                       | $^{214}\text{Bi}$                       | śląd / trace   | –  |
| 1765                       | $^{214}\text{Bi}$                       | 480  | –  |
| 1849                       | $^{214}\text{Bi}$                       | śląd / trace   | –  |
| 2205                       | $^{214}\text{Bi}$                       | 167  | –  |



powwały w okresie letnim (czerwiec–lipiec), kiedy opady atmosferyczne były najniższe oraz w czasie niżówki zimowej (grudzień–marzec), natomiast najniższe – zwłaszcza w źródle nr 2 – w okresie podwyższonych opadów deszczu (sierpień–październik). Na reakcję składu chemicznego wód podziemnych na warunki atmosferyczne zwróciła uwagę Małecka (1991), która podkreślała istotny wpływ opadów atmosferycznych na cechy fizyczne i chemiczne wód. W obu źródłach wśród anionów dominowały wodorowęglany, wśród kationów zaś – wapń. Do tych samych wniosków doszli Kadłub (2011) i Wróbel (2011), którzy badali te źródła w latach 2010–2011 (tab. 7). Jednak wówczas w obu źródłach w grudniu 2010 r. i lutym 2011 r. przewodność elektrolityczna właściwa była niższa niż w tych samych miesiącach w latach 2017 i 2018 (tab. 7). W źródle nr 2 w kwietniu 2011 i 2018 r. wystąpiła odwrotna relacja.

Temperatura wody obu źródeł w lutym 2011 r. była znacznie niższa niż w lutym 2018 r. (źródło nr 1 odpowiednio: 4,6°C i 6,9°C; źródło nr 2 odpowiednio: 1,4°C i 2,6°C). Źródło nr 1 charakteryzuje się bardzo stabilną temperaturą wody w ciągu roku i niewielką zmiennością właściwości chemicznych (tab. 3). W sezonowej zmienności zawartości jonu wapnia w wodach źródła nr 1 zwraca uwagę niskie stężenie tego jonu wiosną i latem 2017 r. oraz (co trudno wyjaśnić) spadek stężenia w lutym 2018 r. – najzimniejszym miesiącu w okresie badawczym (max. temp. dobową w tygodniu poprzedzającym pomiar wynosiła –12,5°C; tab. 1). Cechy źródła nr 1 oraz skład chemiczny jego wody są zbieżne z wymienionymi przez Wołejko (2004) jako charakterystyczne dla źródeł wapiennych ze zbiorowiskami *Cratoneurion commutati*. Rośliny te aktywnie uczestniczą w procesie wytrącania się trawertynów, wpływając na zmianę równowagi jonowej wód. Podobne cechy chemiczne wody stwierdzili Molenda i Nejfeld (2016) w źródle zasilanym z piaskowców o spoiwie węglanowym w Beskidzie Małym oraz Smieja i Smieja-Król

(2007) w źródłach tatrzańskich, m.in. w Stanikowym Żlebie i Dolinie Olczyńskiej. W źródle badanym przez Molendę i Nejfelda (2016) proces depozycji węglanu wapnia zachodzi latem. Sezonowość procesu wytrącania martwicy wynika ze zmian nasycenia wód dwutlenkiem węgla w procesach biochemicznych w strefie infiltracji, jak i odgazowania w strefie wypływu, zależnych ściśle od temperatury (Krause i in., 2015). Powstawanie martwicy poniżej źródła nr 1 jest uzależnione od tempa, w jakim stężenie rozpuszczonego w wodzie CO<sub>2</sub> dochodzi do stanu równowagi z atmosferą. Niebagatelną rolę odgrywa przyspieszona dyfuzja wskutek silnego przepływu turbulentnego wody. Uwidacznia się tu znaczenie usytuowania źródła w stosunku do morfologii terenu. Strome zbocze poniżej wypływu sprzyja turbulentnemu ruchowi wody, a tym samym ubytkowi CO<sub>2</sub> (Gruszczyński, Mastella, 1986). Szybszemu wydzielaniu się CO<sub>2</sub> sprzyja także podwyższenie temperatury (zwłaszcza wiosną i latem) oraz asymilacja CO<sub>2</sub> w procesie fotosyntezy. Na znaczącą rolę roślinności w depozycji martwicy wapiennych oraz lokalizację źródeł w stosunku do morfologii terenu zwrócili uwagę m.in. Krause i in. (2015) oraz Tyc i Jonderko (2017).

W źródle nr 2 roczna amplituda temperatury wody wynosi aż 9,2°C i wyraźnie nawiązuje do temperatury powietrza. Świadczy to o znacznym udziale w zasilaniu tego źródła wód z płytkich poziomów wodonośnych, podatnych na dobowe i sezonowe wahania temperatury powietrza (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002; Szostakiewicz-Hołownia, 2015). Udział ten jest na tyle znaczny, że doprowadza to do zmiany typu wody z wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (pora zimowa) na wodorowęglanowo-wapniowy (od wiosny do jesieni, z wyjątkiem lipca).

Analiza spektralna wód obu źródeł ujawniła wyraźną odrębność izotopową źródła nr 1 i potwierdziła obecność

**Tab. 6.** Energia, rodzaj izotopu oraz liczba zliczeń zarejestrowanych w widmie promieniowania gamma w próbce wody źródła nr 2

**Table 6.** Energy, type of isotope and number of counts registered in the gamma radiation spectrum in water of spring No. 2

| Energia / Energy [keV] | Izotop pierwiastka / Isotope            | Liczba zliczeń / Number of counts 21.02.2017–2.03.2017 |
|------------------------|---|--|
| 141                    | <sup>75m</sup> Ge                       | 1285   |
| 199                    | <sup>71m</sup> Ge                       | 1375   |
| 500                    | –                                       | 269  |
| 511                    | pochodzenia kosmicznego / cosmic origin | 2073   |
| 596                    | Ge*                                     | 366  |
| 609                    | <sup>214</sup> Bi                       | śląd / trace   |
| 695                    | –                                       | śląd / trace   |
| 709                    | –                                       | 164  |
| 803                    | <sup>210</sup> Po                       | śląd / trace   |
| 869                    | –                                       | 145  |
| 899                    | –                                       | śląd / trace   |
| 1098                   |   | 116  |
| 1203                   |   | śląd / trace   |
| 1294                   |   | śląd / trace   |
| 1461                   | <sup>40</sup> K                         | 200  |
| 1780                   |   | śląd / trace   |
| 2614                   | <sup>208</sup> Tl                       | 57   |

**Tab. 7.** Temperatura, przewodność elektrolityczna i odczyn pH wody źródeł nr 1 i nr 2 w latach 2010–2011 (Kadłub, 2011; Wróbel, 2011) oraz w latach 2017–2018**Table 7.** Temperature, electrical conductivity and pH of water in springs No. 1 and No. 2 in the periods 2010–2011 (Kadłub, 2011; Wróbel, 2011) and 2017–2018

| Data<br>Date | Temperatura wody<br>Water temperature<br>[°C] |       | Przewodność elektrolityczna<br>Electrical conductivity<br>[μS · cm <sup>-1</sup> ] |       | pH    |       |
|--------------|---|-------|--|-------|-------|-------|
|              | No. 1   | No. 2 | No. 1  | No. 2 | No. 1 | No. 2 |
| XII 2010     | b.d.  | b.d.  | 415  | 365   | 7,6   | 7,5   |
| XII 2017     | 7,0   | 9,5   | 499,1  | 369,9 | 8,6   | 8,6   |
| II 2011      | 4,6   | 1,4   | 400  | 305   | 7,7   | 7,6   |
| II 2018      | 6,9   | 2,6   | 490,4  | 428,6 | 8,5   | 10    |
| IV 2011      | 9,2   | 8,8   | 395  | 341   | 7,6   | 7,7   |
| IV 2017      | 7,5   | 6,3   | 396,3  | 309   | 9,8   | 7,5   |

b.d. – brak danych / lack of data

naturalnego radionuklidu <sup>222</sup>Rn, powodującego podwyższoną promieniotwórczość wody (<sup>222</sup>Rn w wodach źródłanych pochodzi głównie z rozpadu <sup>226</sup>Ra). <sup>222</sup>Rn jest gazem dobrze absorbującym się na ciałach stałych. Naturalnymi absorbentami <sup>222</sup>Rn są ropa naftowa i gaz ziemny. Gazy lub pary wydobywające się z głębszych warstw litosfery ułatwiają wędrówkę <sup>222</sup>Rn do atmosfery lub hydrosfery. Szczególną rolę w tym procesie odgrywają węglowodory wędrujące ku górze ze złóż ropy naftowej (Pachocki i in., 1997). Możliwe zatem, że radon w wodzie źródła nr 1 świadczy o obecności w podłożu złóż węglowodorowych. Biorąc pod uwagę fakt, iż badania <sup>222</sup>Rn w wodach podziemnych dostarczają informacji o przebiegu stref aktywnych tektonicznie (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002), można też przypuszczać, że wydobywaniu się gazów ze źródła nr 1 sprzyja system szczelin związanych z ciągle aktywnym czwartorzędowym systemem uskoku w synklinorium Podhala (Mastella, Rybak-Ostrowska, 2012).

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wyniki badań źródeł w zlewni Zagórzańskiego Potoku na Podhalu umożliwiły udokumentowanie nowego, nie opisanego dotychczas źródła z wytrąceniami martwicy wapiennej. Woda wypływająca z tego źródła charakteryzuje się nieco odmiennymi cechami fizycznymi i chemicznymi aniżeli woda drugiego z badanych źródeł. Średnia temperatura wód obu źródeł jest zbliżona, lecz rozkład sezonowy temperatury w ciągu roku różni się. Temperatura wody źródła z wytrąceniami martwicy odznacza się małą zmiennością w ciągu roku, co może wynikać z zasilania źródła z poziomu wodonośnego nie podlegającego rocznym wahaniom temperatury. Temperatura wody źródła bez wytrąceń martwicy odznacza się bardzo dużą zmiennością i nawiązuje do temperatury powietrza, co może świadczyć o znacznym udziale w zasilaniu źródła z płytkiego poziomu w pokrywach zwietrzelinowych.

Wody obu źródeł należą do nisko zmineralizowanych, a ich odczyn jest słabo zasadowy lub zasadowy. Są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego lub wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (Pazdro, 1983), typowe dla wód fliszu Podhala. Źródło z wytrąceniami martwicy wapiennej należy do V klasy wydajności Meinzera, co czy-

ni je jednym z najwydajniejszych na obszarze fliszu podhalańskiego (Pawlik-Dobrowolski, 1965). Średnia przewodność elektrolityczna wody źródła z wytrąceniami martwicy jest większa niż wody drugiego z badanych źródeł. Ponadto w źródle z wytrąceniami martwicy stwierdzono obecność izotopów z szeregu uranowo-radowego oraz prawie dwukrotnie wyższe stężenie jonów magnezowego oraz siarczanowego. Największa koncentracja większości jonów występowała w obu źródłach latem, w okresach bezopadowych, oraz podczas niżówki zimowej, natomiast najmniejsza – zwłaszcza w źródle bez wytrąceń martwicy – w okresie nasilonych opadów deszczu. W ostatnim przypadku źródło bez wytrąceń martwicy cechuje się większą zmiennością stężeń poszczególnych jonów niż źródło z wytrąceniami martwicy. Tworzeniu się martwicy poniżej źródła nr 1 sprzyja spadek koncentracji CO<sub>2</sub> wskutek podwyższenia temperatury (latem) oraz turbulentny przepływ wody źródlanej. Zachwianie równowagi jonowej i wytrącanie CaCO<sub>3</sub> powodują także murawy mchowe na zboczu poniżej źródła.

Źródło z wytrąceniami martwicy odznacza się wyjątkowymi walorami krajobrazowymi, dlatego może być traktowane jak atrakcja hydroturystyczna rejonu Bukowiny Tatrzańskiej. Na uwagę zasługuje przede wszystkim strome zbocze z licznymi strumieniami wody źródlanej, naskorupieniami martwicy, mchami i aktywnym procesem wytrącania się węglanu wapnia. Źródło to mogłoby stanowić ciekawy element ścieżki dydaktycznej albo mogłoby zostać objęte ochroną – np. jako stanowisko dokumentacyjne przyrody nieożywionej ze szczególnie cennym siedliskiem zbiorowisk *Cratoneurion* (Krause i in., 2015) lub jako pomnik przyrody nieożywionej, tym bardziej że zarówno procesy naturalne (m.in. denudacja, aktywność dzikiej zwierzyny), jak i zwiększająca się antropopresja (m.in. zabiegi rolnicze, zabudowa) pociągają za sobą wiele zagrożeń skutkujących zanikiem lub dewastacją źródeł (Siwek, Pociask-Karteczka, 2017). Zachowanie źródła w Bukowinie Tatrzańskiej bez symptomów antropopresji pozwoliłoby na śledzenie naturalnych przemian, jakim podlegają źródła. Dodatkowo wprowadzenie monitoringu hydrochemicznego dałoby możliwość uzupełnienia wiedzy na temat dynamiki wytrącania martwicy oraz innych procesów hydrogeochemicznych.



## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W. 1987 – Malacological analysis in Quaternary research. *Kwart. AGH, Geologia*, 12 (1–2): 3–240.
- ALEXANDROWICZ S.W. 1992 – Malakofauna i zmiany środowiska południowej Polski w holocenie. *Kwart. AGH, Geologia*, 18 (3): 5–35.
- ALEXANDROWICZ W.P. 2003 – Odsłonięcie martwic wapiennych w Gliczarowie na Podhalu. *Chrońmy Przyr. Ojcz.*, 59: 17–31.
- ALEXANDROWICZ W.P. 2004 – Molluscan assemblages of Late Glacial and Holocene calcareous tufas in Southern Poland. *Folia Quatern.*, 75: 3–309.
- ALEXANDROWICZ W.P. 2010 – Molluscan assemblages of recent calcareous tufas in the Podhale basin and Pieniny Mts. (S. Poland). *Folia Malacol.*, 18 (3): 99–112.
- ALEXANDROWICZ W.P. 2017 – Malacofauna of the Holocene tufa in the valley of the Ociemny Stream (Pieniny Mts., southern Poland). *Geol., Geophys. Environ.*, 43 (1): 5–18.
- BASCIK M., CHELMICKI W. 2008 – Strategia ochrony źródeł – teoria a praktyka. [W:] Bascik M., Partyka J. (red.), Wody na obszarach chronionych. IGI GP UJ, Ojcowski Park Narodowy, Komisja Hydrologiczna PTG, Ojców: 38–39.
- CHELMICKI W. (red.) 2001 – Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zmiany w latach 1973–2000. Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.
- CHOWANIEC J. 2009 – Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 434: 1–98.
- CHOWANIEC J., MAŁECKI J.J., SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M. 2018 – Hydrochemiczna charakterystyka wód podziemnych podfliszowych poziomów wodonośnych niecki podhalańskiej ze szczególnym uwzględnieniem wód termalnych. *Hydrogeologia*, 2: 26–46.
- CZARNY G. 2018 – Sezonowa zmienność cech fizycznych i chemicznych wód źródłanych w zlewni Zagórzańskiego Potoku (Pogórze Spisko-Gubałowskie), pr. magisterska. Arch. Zakładu Hydrologii IGI GP UJ.
- DOBROWOLSKI R. 2011 – Problemy klasyfikacyjne osadów torfowisk źródliskowych. *Studia Limnologica et Telmatologica*, 5 (1): 3–12.
- DOBROWOLSKI R., ZIUŁKIEWICZ M., OKUPNY D., FORYSIAK J., BAŁAGA K., ALEXANDROWICZ W.P., BUCZEK A., HAŁAS S. 2017 – Origin and Neoholocene evolution of spring-fed fens in Wardzyń, Łódź Upland, central Poland. *Geol. Quart.*, 61 (2): 413–434.
- DRZAŁ M., DYNOWSKA I. 1984 – O potrzebie ochrony źródeł w gospodarowaniu wodą na obszarze zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. *St. Ośr. Dok. Fizjogr. PAN*, 10: 361–368.
- GRUSZCZYŃSKI M., MASTELLA L. 1986 – Martwice wapienne na obszarze okna tektonicznego Mszany Dolnej. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 117–131.
- GRUSZCZYŃSKI T., SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M. 2019 – Interpretacja zmienności temperatury wody w źródle na wschodnim stoku Zameczków (Tatry Zachodnie) na podstawie ciągłych obserwacji monitoringowych i numerycznego modelu transportu ciepła. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 475: 43–50.
- GRUSZCZYŃSKI T., MAŁECKI J.J., ROMANOVA A., ZIUŁKIEWICZ M. 2019 – Reconstruction of Thermal Conditions in the Subboreal Inferred from Isotopic Studies of Groundwater and Calcareous Tufa from the Spring Mire Cupola in Wardzyń (Central Poland). *Water*, 11 (9): 1945; doi: 10.3390/w11091945
- HALICKI B. 1930 – Dyluwialne złodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 5 (3–4): 378–534.
- HALICKI B., LILPOP J. 1932 – Czworzędowne trawertyny w Gliczarowie na Podhalu. *Pop. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 33: 97–98.
- HESS M. 1965 – Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. *Zesz. Nauk. UJ*, 115, Pr. Geogr., 11. <https://mapy.geoportal.gov.pl> <https://sip.gison.pl/bukowinatrzanska>
- KADŁUB N. 2011 – Zróżnicowanie krenologiczne w prawobrzeżnej części zlewni Zagórzańskiego Potoku (Pogórze Spisko-Gubałowskie), pr. magisterska. Arch. Zakładu Hydrologii IGI GP UJ.
- KONDRACKI J. 2000 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KOZŁOWSKA B. 2009 – Promieniotwórczość naturalna wód źródłanych uzdrowisk południowej Polski. Wyd. Uniw. Śl., Katowice.
- KRAUSE R., SMIEJA A., SMIEJA-KRÓL B., STEBEL A., LOCH J., JAINTA E. 2015 – Źródłiska z martwicą wapienną w dolinie Potoku Janne w Górcach. *Inż. Ekol.*, 41: 36–45.
- MACIOSZCZYK A. 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D. 2002 – Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- MAŁECKA D. 1973 – Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu. *Biul. Geol.*, 15: 87–162.
- MAŁECKA D. 1991 – Opady atmosferyczne jako ważny czynnik kształtujący chemizm wód podziemnych. *Prz. Geol.*, 59 (1): 14–19.
- MAŁECKA D., CHOWANIEC J., MAŁECKI J. 2007 – Region górnej Wisły. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), Hydrogeologia regionalna Polski, t. I, Wody słodkie. Państw. Inst. Geol.: 108–218.
- MAŁECKI J., SZOSTAKIEWICZ M. 2007 – Główne czynniki kształtujące chemizm wód podziemnych zlewni potoku Suchego – flisz Podhala. Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, 5: 341–348.
- MASTELLA L., RYBAK-OSTROWSKA B. 2012 – Tectonic control of tufa occurrences in the Podhale Synclorium (Central Western Carpathians, southern Poland). *Geol. Quart.*, 56 (4): 733–744.
- MINCZEWSKI Z., MARCZENKO J. 2001 – Chemia analityczna – 1, Podstawy teoretyczne i analiza jakościowa. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- MOLENDĄ T., NEJFELD P. 2016 – Nowe stanowiska źródeł z martwicami wapiennymi na obszarze Beskidu Małego. *Inż. Ekol.*, 49: 168–171.
- MONIEWSKI P., SIWEK J. 2017 – Źródła i inne wypływy wód podziemnych. [W:] Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.), Hydrologia Polski, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 89–96.
- NIEDŹWIEDŹ T., OBRĘBSKA-STARKŁOWA B. 1991 – Klimat. [W:] Dynowska I., Maciejewski M. (red.), Dorzecze górnej Wisły, cz. I. PWN, Warszawa–Kraków: 68–84.
- OKUPNY D., JUCHA W. 2020 – Znaczenie warunków geologicznych i geomorfologicznych dla rozwoju i współczesnego stanu torfowisk Niecki Nidziańskiej. *Prz. Geol.*, 68 (2): 135–144.
- PACHOCKI K., GORZKOWSKI B., MAJLE T., RÓŻYCKI Z. 1997 – Występowanie radonu <sup>222</sup>Rn w wodzie ujęć głębinowych na terenie Pojezierza Mazurskiego. *Rocz. PZH*, 48 (1): 69–77.
- PARUSEL J. 2010 – 7220 Źródłiska wapienne ze zbiorowiskami *Cratoneurion commutati*. [W:] Mróz W. (red.), Monitoring siedlisk przyrodniczych. Przewodnik metodyczny. Część pierwsza. Bibl. Monit. Środ., GIOŚ, Warszawa: 174–188.
- PAWLIK-DOBROWOLSKI J. 1965 – Uźródłowienie południowej Polski. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 12: 7–41.
- PAZDRO Z. 1983 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- SIWEK J., POCIASK-KARTECZKA J. 2017 – Springs in South-Central Poland – Changes and threats. *Episodes*, 40 (1): 38–46.
- PAZDUR A., PAZDUR M., STARKEL L., SZULC J. 1988 – Stable isotopes of Holocene calcareous tufa in southern Poland as paleoclimatic indicators. *Quat. Res.*, 30 (2): 177–189.
- SMIEJA A., SMIEJA-KRÓL B. 2007 – Springs with active calcium carbonate precipitation in the Polish part of the Tatra Mountains. [W:] Tyc A., Stefaniak K. (red.), Karst and Cryokarst. Faculty of Earth Sciences, University of Silesia: 219–226.
- STARKEL L. 1991 – Rzeźba terenu. [W:] Dynowska I., Maciejewski M. (red.), Dorzecze górnej Wisły, cz. I. PWN, Warszawa–Kraków: 42–54.
- STUPNICKA E. 1997 – Geologia regionalna Polski. Wyd. Uniw. Warsz.
- SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M. 2015 – Sezonowa zmienność temperatur wód podziemnych drenowanych przez wybrane źródła w Karpatach wewnętrznych. *Prz. Geol.*, 63 (10/2): 1085–1090.
- SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M., MAŁECKI J.J. 2015 – Rola zwierzeliny w kształtowaniu chemizmu wód podziemnych zlewni fliszowej. *Prz. Geol.*, 63 (10/2): 1091–1098.
- SZULC J. 1983 – Geneza i klasyfikacja wapiennych osadów martwicowych. *Prz. Geol.*, 31 (4): 231–237.
- TYC A., JONDERKO T. 2017 – Współczesne depozycje martwic wapiennych na Pogórze Cieszyńskim w granicach powiatu cieszyńskiego. *Przyr. Ustroński, Geologia*, 16: 207–217.
- URBAŃSKI J. 1932 – Przyczynę do znajomości mięczaków z międzylodowcowych trawertynów z Gliczarowa pod Zakopanem, Beitrag zur Kenntnis der Mollusken der interglazialen Travertine von Gliczarów bei Zakopane (Mit einem profil im Texte). *Rocz. PTG*, 8 (2): 205–209.
- WATYCHA L. 1972 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Nowy Targ. Inst. Geol.
- WATYCHA L. 1976 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Nowy Targ. Wyd. Geol., Warszawa.
- WOLEJKO L. 2004 – Źródłiska wapienne ze zbiorowiskami *Cratoneurion commutati*. [W:] Herbich J. (red.), Wody słodkie i torfowiska. Poradnik ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000 – podręcznik metodyczny. Tom 2. Ministerstwo Środowiska, Warszawa: 172–177.
- WOŚ A. 1993 – Regiony klimatyczne Polski w świetle występowania różnych typów pogody. *Zesz. IGI PZ PAN*, 20, Warszawa.
- WRÓBEL P. 2011 – Zróżnicowanie krenologiczne w lewobrzeżnej części zlewni Zagórzańskiego Potoku (Pogórze Spisko-Gubałowskie), pr. magisterska. Arch. Zakładu Hydrologii IGI GP UJ. [www.mapy.plusk.eu/imap/](http://www.mapy.plusk.eu/imap/)
- ZIUŁKIEWICZ M., OKUPNY D., FORYSIAK J., FORTUNIAK A. 2012 – Warunki funkcjonowania kopuł źródłiskowych w południowej części Wzniesień Łódzkich. *Czas. Geogr.*, 83: 175–196.

Praca wpłynęła do redakcji 27.07.2020 r.

Akceptowano do druku 10.02.2021 r.



**Zmienność cech fizycznych i chemicznych wód źródłanych  
w zlewni Zagórzańskiego Potoku (Pogórze Spisko-Gubałowskie) – patrz str. 150**  
**Variability of physical and chemical properties of spring water in the Zagórzański Stream  
catchment (Spisko-Gubałowskie Foothills) – see p. 150**



**Ryc. 2.** Wychodnie fliszu podhalańskiego w korycie Zagórzańskiego Potoku. Fot. J. Pociask-Karteczka

**Fig. 2.** Outcrops of the Podhale Flysch in the Zagórzański Stream channel. Photo by J. Pociask-Karteczka



**Ryc. 4.** Źródło nr 1. Fot. G. Czarny

**Fig. 4.** Spring No. 1. Photo by G. Czarny



**Ryc. 6.** Martwica wapienna tworząca się współcześnie poniżej źródła nr 1. Fot. J. Pociask-Karteczka

**Fig. 6.** Tufa precipitated presently below spring No. 1. Photo by J. Pociask-Karteczka